مجلّه‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، شماره‌ی نوزدهم، پاییز و زمستان ۱۳۹۱

بررسی توسعه‌ی زون گسل سنگ‌بست- شاندیز و پیامدهای ژئومورفولوژیکی آن

علی کیوان زراعتکار (کارشناس ارشد زمین‌شناسی- تکتونیک دانشگاه فردوسی مشهد، نویسنده‌ی مسؤول)
keivan_zeraatkar@yahoo.com
بهنام رحیمی (دانشیار زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک دانشگاه فردوسی مشهد)
b-rahimi@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

زون گسل سنگ‌بست- شاندیز با طول تقریباً ۵۷ کیلومتر، پهنای متوسط ۲ کیلومتر و روند شمال غرب- جنوب شرق، از فاصله‌ی حدود ۱۵ کیلومتری غرب شهر مشهد می‌گذرد و از جمله گسل‌های اصلی کوه‌های بینالود است. با توجّه به شواهد ژئومورفیک، دارای حرکت امتداد لغز راست‌گرد با مؤلّفه‌ی راندگی است. در این مقاله با استفاده از مطالعات سنجش از دور، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های ارتفاعی رقومی و انجام مطالعات میدانی به بررسی خصوصیات ژئومورفیک متأثر از فعالیت این زون گسلی پرداخته شده است. خصوصیات ژئومورفیک مرتبط با زون گسل سنگ‌بست- شاندیز به‌فرم ناهنجاری‌های توپوگرافی در راستای گسل و جابه‌جایی و برش در سیستم‌های زهکشی منطقه، نظیر کانال‌های آبراهه و ستیغ‌های فرسایشی خطی به‌وضوح دیده می‌شود. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که هر چه میزان لغزش در زون گسلی بیش‌تر شده، قطعات گسل هم طویل‌تر و عریض‌تر شده‌اند. علاوه‌براین با افزایش لغزش‌های امتدادی، گسل‌های از پیش‌موجود و قطعات گسلی به‌هم متصل شده و تعداد پله‌ها در زون گسل کم‌تر می‌شود. بنابراین براساس شواهد موجود و نتایج به‌دست‌آمده، نیمه‌ی جنوب شرقی زون گسل سنگ‌بست- شاندیز در حال توسعه و آزادسازی انرژی می‌باشد و برعکس بخش شمال غربی آن نسبت به نیمه‌ی جنوب شرق در حال تمرکز استرس است.

کلیدواژه‌ها: توسعه‌ی گسل امتدادلغز، ژئومورفولوژی زون گسل، کوه‌های بینالود.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۱/۱۲ تاریخ تصویب: ۱۳۹۱/۶/۱۱

۱. درآمد

زون گسل سنگ‌بست- شاندیز با طول تقریباً ۵۷ کیلومتر، پهنای متوسط ۲ کیلومتر و روند شمال غرب- جنوب شرق (N ۴۲° W)، یک پهنهٔ گسلی در دامنهٔ شمال شرقی کوه‌های بینالود است و گسل‌های طویل این زون از جمله گسل‌های اصلی احاطه کنندهٔ کوه‌های بینالود هستند. از نظر مختصات جغرافیایی بین عرض‌های '۵۵ °۳۵- '۲۵ °۳۶ و طول‌های '۱۵ °۵۹- '۴۰ °۵۹ قرار می‌گیرد و از فاصله‌ی حدود ۱۵ کیلومتری غرب شهر مشهد (مرکز استان خراسان رضوی) می‌گذرد. خصوصیات ژئومورفیک مرتبط با زون گسل سنگ‌بست- شاندیز به فرم ناهنجاری‌های توپوگرافی در راستای گسل و جابه‌جایی و برش در سیستم‌های زهکشی منطقه نظیر آبراهه‌ها و ستیغ‌های فرسایشی خطی به‌وضوح دیده می‌شوند. رودهای جاری در این منطقه اغلب فصلی هستند و در اثر تلاقی با زون گسلی دچار خمش یا برش شده و یا در امتداد دسته‌ی گسل‌های موجود جریان یافته‌اند.

با توجه به این‌که در محدوده‌ای به شعاع ۱۰ کیلومتر از زون گسلی فعال سنگ‌بست- شاندیز مراکز جمعیتی بزرگ نظیر طرقبه، شاندیز، ملک‌آباد و نیز بالغ بر ۸۰ روستا با جمعیت بیش از ۲۰ خانوار، واقع شده است (مرکز آمار ایران، ۱۳۸۵)، تحلیل ساختاری و بررسی روند توسعه و فعالیت این زون گسلی اهمیت به‌سزایی دارد.

بر اساس مطالعات انجام شده، کوه‌های بینالود در عصر حاضر تحت تأثیر میدان استرس تکتونیکی جدیدی نسبت به زمان تشکیل خود قرار دارد، بیشترین مقدار استرس فشارشی این میدان (σ_1) در راستای N ۳۰ ± ۱۵° E وارد می‌شود (Shabanian & et al., 2009, 2010 a,b). فشارش در این راستا و همچنین القای جابجایی متأثر از سایر میدان‌های استرس محلی، موجب القای گسلش‌های راست‌گرد معکوس (موربلغز) در این ناحیه شده است؛ به‌طوری‌که شواهد موجود نشان دهندهٔ جابه‌جایی طولی کوه‌های بینالود طی کواترنر پسین در راستای گسلش‌های امتدادلغز راست‌رو (شمال غرب-جنوب شرق) با نسبت تقریباً ۴ میلی‌متر بر سال است و در نتیجهٔ جابه‌جایی عرضی و کوتاه‌شدگی، این پهنه در راستای شمال شرق-جنوب غرب با نسبتی نزدیک به ۲/۴ میلی‌متر بر سال بالاآمدگی داشته است (Shabanian & et al, 2009, 2010 a,b).

۲. خصوصیات زمین‌شناسی

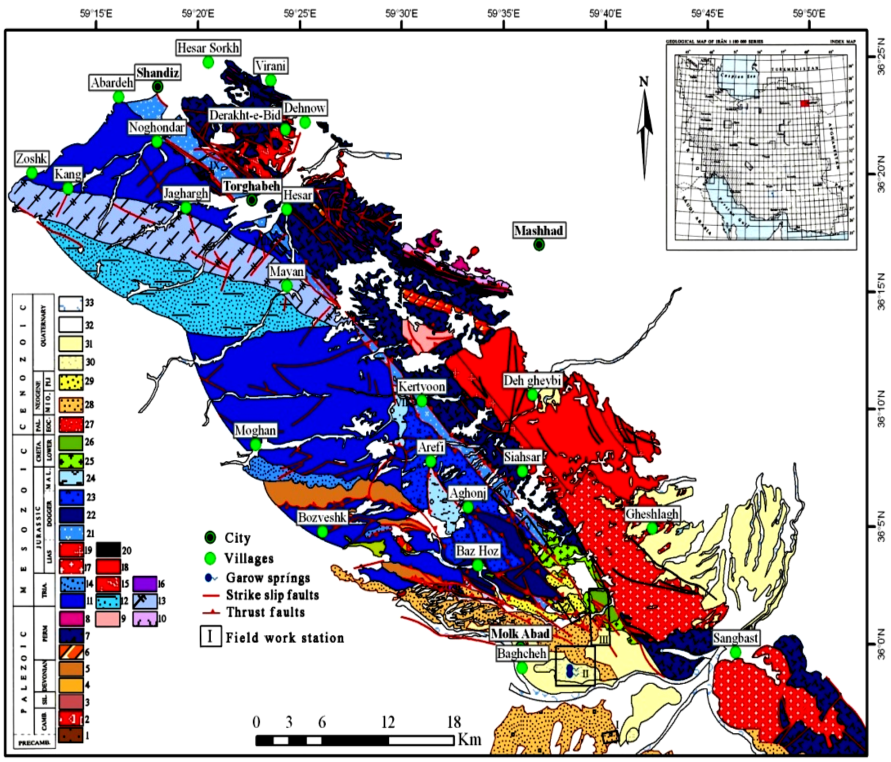
کوه‌های بینالود از نظر سنگ‌شناسی شامل سنگ‌ها و رسوبات پالئوزوییک، مزوزوییک و سنوزوییک هستند (Majidi and Alavi Tehrani, 1986) و به‌عنوان بخش شرقی البرز، متأثر از کوهزایی‌های سیمرین و آلپاین می‌باشند (Davoudzadeh & et al, 1997). بر اساس مطالعات ژئوفیزیکی، ضخامت رسوبات در این منطقه حدود ۱-۲ کیلومتر و ضخامت پوسته‌ی قاره‌ای حدود ۴۵-۵۰ کیلومتر است (Seber & et al, 2001). کوه‌های بینالود به‌دلیل گسلش‌های راندگی که به‌فرم پشته‌ی طاق‌شکل (پشت خوکی) از شمال شرق به جنوب غرب انتشار یافته‌اند، تکتونیک پوسته نازک دارد (Alavi, 1992). در این ناحیه زون گسلی سنگ‌بست-شاندیز با شیب زیاد از میان رسوبات کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل ژوراسیک عبور می‌کند و این‌طور به‌نظر می‌رسد که در گذشته موجب راندگی میان رسوبات ژوراسیک شده است (شکل ۱). طی بررسی‌های میدانی انجام شده، در این زون گسلی سه نوع مکانیسم جابه‌جایی شناسایی شد که نشان دهنده‌ی تغییر میدان استرس محلی در طول این گسل هستند. این مکانیسم‌ها عبارت‌اند از مؤلفه‌ی راندگی با شیب زیاد، مؤلفه‌ی امتدادلغزی و مؤلفه‌ی نرمال.

در این مقاله درصدد هستیم، به معرفی این سه مکانیسم و بیان نحوه‌ی تکامل و روند توسعه‌ی فعلی زون گسل سنگ‌بست- شاندیز با استفاده از آثار ژئومورفیک بپردازیم.

۳. مواد و روش‌ها

بخش عمدهٔ بررسی‌ها بر پایهٔ تحلیل‌های سنجش از دور نقشه‌های توپوگرافی، الگوی هیدرولوژی منطقه و نقشه‌های هم‌میزان لغزش انجام گرفته است. بدین‌منظور جهت ترسیم نقشه‌ی توپوگرافی، ابتدا نقشه‌های ارتفاعی رقومی (DEM) را در محیط نرم‌افزار Global Mapper 10 بررسی کرده و سپس از محدوده‌ی مطالعاتی مورد نظر، در سیستم مختصات جغرافیایی UTM خروجی گرفته‌ایم. آنگاه در نرم‌افزار Surfer 9 داده‌های حاصله را بازگشایی و به‌فرم نقشه‌ی توپوگرافی، لایه‌ی رقومی تهیه کرده‌ایم. سر انجام از این لایه‌ی رقومی، در محیط نرم‌افزار ArcGIS 9.2 و به‌کمک ابزار افزوده‌ی Xtools pro 5.3، نقشه‌ی توپوگرافی با سیستم مختصات جغرافیایی WGS 1984 تهیه شده است.

شکل ۱: نقشه‌ی زمین‌شناسی با تغییرات[1] و محدوده‌های بررسی میدانی. واحدهای چینه‌سنگی بر اساس شماره‌گذاری راهنمای نقشه شامل: ۱) سازند سلطانیه؛ ۲) کوارتز ارنایت؛ ۳) سازند نیور؛ ۴) سازند پادها؛ ۵) سازند بهرام؛ ۶، ۷، ۸، ۹ و ۱۰) زون مفصلی پالئوتتیس شامل اسلیت، فیلیت، کوارتزیت، مرمر و افیولیت‌ها؛ ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۱۶) فیلیت مشهد شامل شیل و ماسه‌سنگ دگرگون‌شده‌ی درجه پایین، شیل‌های سیاه حاوی رگه‌های زغال و فسیل‌های گیاهی فراوان؛ ۱۵) دیوریت دهنو و گرانودیوریت کوهسنگی؛ ۱۷) فلدسپار مونزوگرانیت سنگ‌بست؛ ۱۸ و ۲۰) بیوتیت- مسکویت لوکوگرانیت و پگماتیت خواجه‌مراد؛ ۱۹) آپلیت گرانیت؛ ۲۱، ۲۲، ۲۳ و ۲۴) کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل. ۲۵ و ۲۶) سنگ‌آهک؛ ۲۷) بازالت آندزیتی؛ ۲۸ و ۲۹) رسوبات قرمز نئوژن؛ و ۳۰، ۳۱، ۳۲ و ۳۳) تراورتن و رسوبات کواترنر.



1- Alavi, 1992; Karimpour & et al., 2006, 2010; Majidi & Alavi Tehrani, 1986; Pourlatifi & et al, 2001; Taheri & Ghaemi, 1994; Vaezipour, 2001

به‌منظور بررسی میزان جابه‌جایی در طول زون گسل، بـا اسـتفاده از نقشـه‌هـای DEM، تصـاویر ماهواره‌ای رقـومی Google Earth و LandSat 7، در محـیط نـرم‌افـزار ArcGIS 9.2، الگـوی مسـیر آبراهه‌ها را ترسیم و توسط نرم‌افزار StereoNet 2.4، فراوانی و راستای جریـان را تحلیـل نمـوده‌ایـم؛ سپس میزان جابه‌جایی کانال‌ها را در امتداد قطعات گسلی اندازه‌گیری کرده‌ایم. در نهایت با توجـه بـه میزان جابه‌جایی در امتداد زون گسل، در محیط نـرم‌افـزار ArcMap 9.2 و بـه‌کمـک سیسـتم آمـاری Kridging، نقشه‌ای از محدوده‌های هم‌میزان لغزش تهیه شده است.

عملیات فوق ایـن امکـان را فـراهم کـرد تـا نحـوه‌ی توسـعه و تکامـل زون گسـل را از طریـق بررسی‌های زمین‌آماری نیز پیگیری کنیم. بدین جهت داده‌های بـه‌دسـت‌آمـده را در نـرم‌افـزار SPSS (PASW Statistics 18) تجزیه و تحلیل شدند و از این روش نمودارهای طول قطعات گسلی، تعداد پله‌های میان قطعات گسلی و میانگین عرض زون گسل به بیشینه لغزش افقی گسل ترسیم شد.

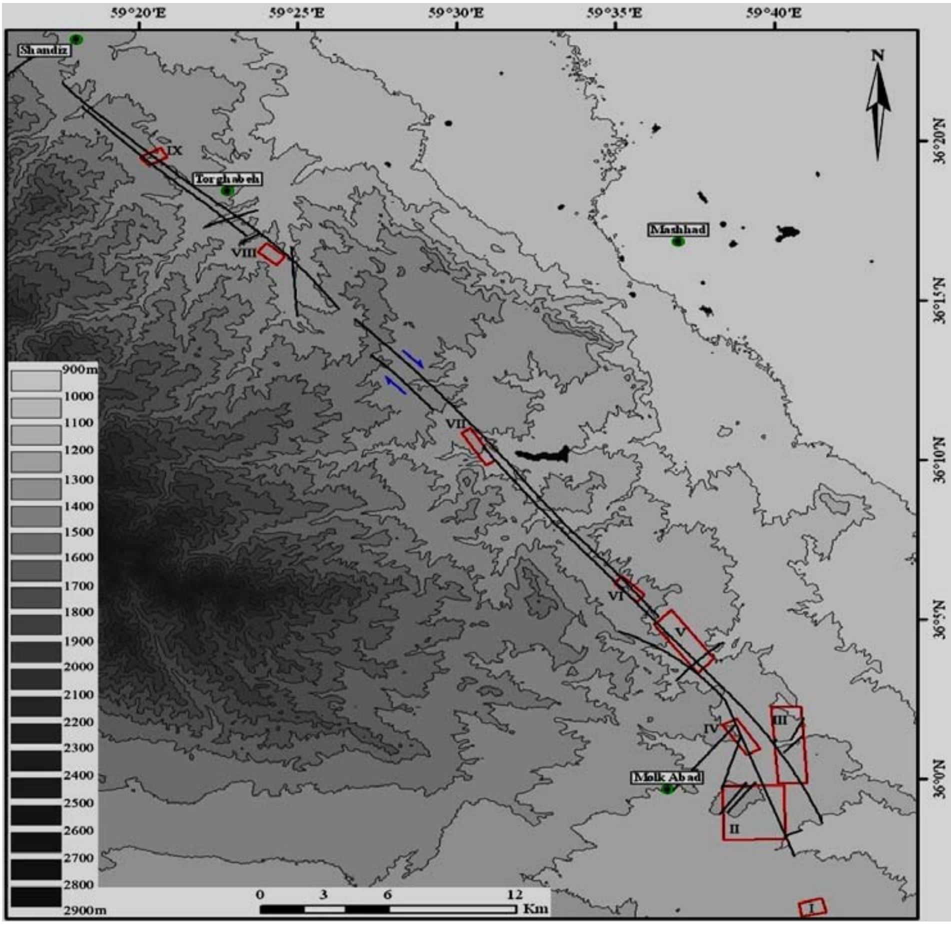
علاوه بر مطالعات سنجش از دور، بررسی‌های میدانی نیز در ایستگاه‌های انتخابی (شـکل ۱)اجـرا گردید. به‌طوری‌که طی این بررسی‌ها به زمین‌شناسی سـاختمانی منطقـه پرداختـه شـد و عـوارض و شواهد ژئومورفولوژیک شناسایی و مورد بررسی دقیق‌تر قرار گرفت.

۴. یافته‌ها

۴-۱. وضعیت توپوگرافی در زون گسل

زون‌گسلی سنگ‌بست- شاندیز عمدتاً از ارتفاعات ۱۳۰۰- ۱۴۰۰ متر مـی‌گـذرد (شـکل ۲). ایـن زون گسلی در نیمهٔ شمال غربی خود بـه‌صـورت گـوژگسـلی و در بخـش جنـوب شـرقی بـه‌فـرم فروافتادگی خطی دیده می‌شود. فعالیت امتدادلغزی و شیب‌لغزی این گسل موجب جابه‌جایی و برش در خطوط تراز هم‌ارتفاع و ناهنجاری در روند و شکل این محدوده‌ها شده است. به‌طـوری‌کـه تغییـر شکل خطوط هم‌تراز توپوگرافی و حرکت امتدادی راست‌گرد در دسته گسـل‌هـای اصـلی ایـن زون قابل استنباط است (شکل ۲).

شکل ۲: نقشه‌ی توپوگرافی محدوده‌ی زون گسل سنگ‌بست- شاندیز و ایستگاه‌های مطالعات میدانی (I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX)



مأخذ: نقشه‌های ارتفاعی دیجیتال SRTM

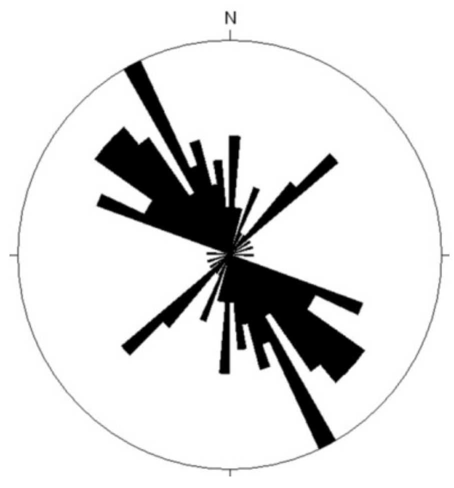
۴-۲. وضعیت آبراهه‌ها در زون گسل

یکی از مهم‌ترین و بهترین شواهد و معیارهای جابه‌جایی در زون گسلی، جابه‌جایی و انحراف در مسیر آبراهه‌هاست (Arzhannikov & et al, 2011). در زون گسلی سنگ‌بست- شاندیز به‌دلیل کوهستانی بودن منطقه، کانال‌های آبراهه‌ای زیادی تشکیل شده‌است.

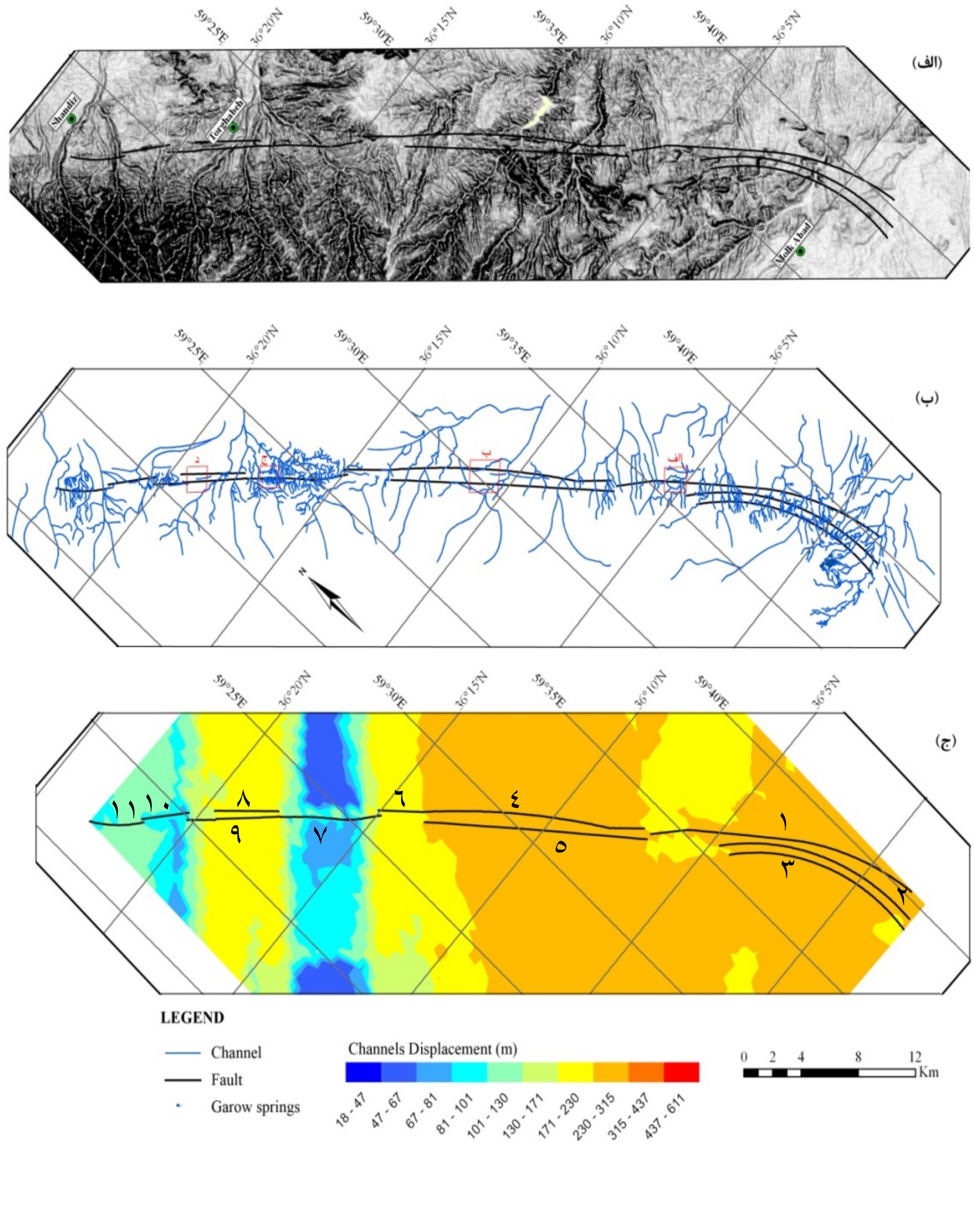
در محدوده‌ی این زون گسلی دو دسته آبراهه‌ی اصلی دیده می‌شود. دسته‌ی اول، بیش‌تر در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها و هم‌راستا با امتداد لایه‌بندی واحدهای رسوبی از سمت شمال غرب به‌سوی جنوب شرق جریان دارند. دسته‌ی دوم، آبراهه‌هایی هستند که به‌تبعیت از توپوگرافی منطقه جهت جریان‌شان عمود بر راستای زون گسل، در جهت شیب لایه‌بندی واحدهای رسوبی و از سمت جنوب غرب به سوی شمال شرق است (شکل ۳ و شکل ۴ ب).

با ترسیم الگوی آبراهه‌ها مشخص شد که حرکت غالب زون گسل در عصر حاضر دارای جنبش امتدادی راست‌رو بوده و موجب جابه‌جایی و خمش راست‌گرد در مسیر کانال‌ها شده است (شکل ۴ و شکل ۵). بر اساس میزان جابه‌جایی‌های افقی صورت گرفته، طی کواترنر در زون گسل سنگ‌بست- شاندیز، می‌توان این زون را به دو بخش کلی شمال غرب با طولی نزدیک به ۲۳ کیلومتر و جنوب شرق با طول حدود ۳۴ کیلومتر، تقسیم کرد (شکل ۴ ج). میانگین بیشینه‌ی لغزش افقی در کلّ زون گسل ۱۹۰ متر است، که در بخش شمال غربی دارای میزان جابه‌جایی نزدیک به ۸۰ تا ۲۳۰ متر و در بخش جنوب شرقی دارای میزان جابه‌جایی حدود ۲۳۰ تا ۳۱۰ متر می‌باشد.

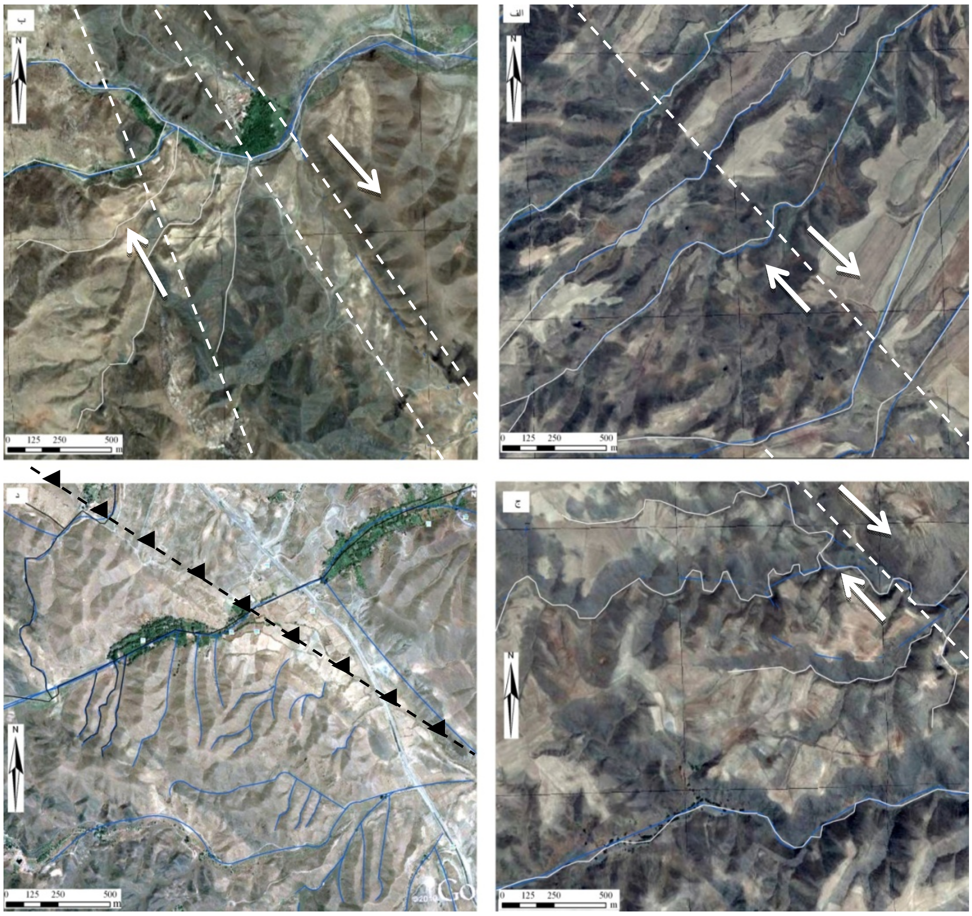
شکل ۳: دیاگرام گل‌سرخی نشان دهنده‌ی راستای جریان آبراهه‌ها در زون گسل سنگ‌بست- شاندیز؛ در اینجا دو دسته آبراهه‌ی اصلی با روندهای شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق - جنوب غرب دیده می‌شود.



شکل ۴: الف: تصویر STRM **آبراهه‌ها در زون گسل سنگ‌بست- شاندیز، ب: الگوی ترسیمی از آبراهه‌های جابه‌جا شده و بریده در زون گسلی سنگ‌بست- شاندیز و محدوده‌ی شکل‌های ۵ الف، ب، ج و د؛ ج: نقشه‌ی پهنه‌بندی میزان بیشینه لغزش افقی راست‌رو در طول زون گسل سنگ‌بست- شاندیز، این زون گسلی از اجتماع ۱۱ قطعه گسل تشکیل شده است.**



شکل ۵: خمش، جابه‌جایی و برش راست‌گرد آبراهه‌ها توسط زون گسل سنگ‌بست-شاندیز، تصاویر ماهواره‌ای GoogleEarth؛ موقعیت مکانی تصاویر روی شکل ۴ ب مشخص شده‌است. الف) خمش آبراهه‌ها به‌سمت راست؛ ب) جابه‌جایی رودی دایمی توسط سه گسل؛ ج) جابه‌جایی راست‌گرد کانال‌ها؛ د) رودهای سربریده در نیمه‌ی شمال غربی زون گسلی (فعالیت، تراست).



زون گسل سنگ‌بست- شاندیز، از مجموع ۱۱ قطعه‌ی گسلی کوچک‌تر با طول متوسط ۲۵۶۰ متر تشکیل شده است. این قطعات در قسمت شمال غربی زون گسلی منفصل و به‌دلیل مقدار لغزش‌های متفاوت به‌خوبی از هم قابل تفکیک هستند. در بخش جنوب شرقی قطعات گسلی عمدتاً توسعه یافته و به‌هم متصل شده‌اند و یا به‌موازات هم در حال رشد و تکامل می‌باشند.

۴-۳. تحلیل توسعه‌ی زون گسل

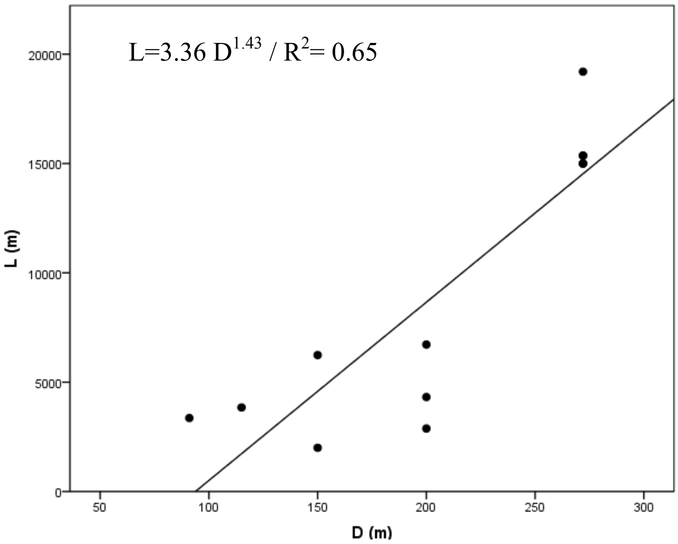
گسل‌های امتدادلغز ساختار پیچیده‌ای دارند و معمولاً از قطعات زیاد و مجزا با طول‌های مختلف تشکیل شده‌اند، که توسط پله‌هایی با هندسه‌ی خودمشابه[1] از هم جدا می‌شوند (Aydin & Berryman, 2010; Aydin & Schultz, 1990). الحاق گسل‌ها به یکدیگر فرآیندی اساسی در رشد گسل اصلی است. بنابراین از جمله روابطی که می‌توان در این زون‌های گسلی مورد بحث و بررسی قرار داد روابط بین طول قطعات گسلی، تعداد پله‌های میان قطعات گسل و میانگین عرض زون گسل به بیشینه لغزش افقی آن است (Aydin & Berryman, 2010).

با اندازه‌گیری طول قطعات گسلی تشکیل دهنده‌ی زون گسل سنگ‌بست- شانديز (L) و قیاس آماری آن با بیشینه جابه‌جایی افقی در طول این قطعات (D) نمودار پراکندگی (شکل ۶) آن ترسیم شد. طبق نمودار رگرسیون مشخص شد که مدل ارایه شده دارای ضریب همبستگی قوی و مثبت است: $L= ۳/۳۶\ D^{۱/۴۳}$ / R=۰/۸۰. بنابراین با توجه به ضریب تعیین ۶۵ درصدی و تحلیل‌های آماری که صورت گرفته است، این مدل در سطح بالایی معنادار است (*P-value* <۰/۰۰۱). بر اساس این مدل هر چه میزان لغزش در زون گسلی بیشتر شود قطعات گسل بیشتر توسعه یافته و با اتصال شکستگی‌های از پیش موجود، قطعات طویل‌تری را می‌سازند. در نتیجه رفتار زون گسل سنگ‌بست- شانديز از الگوی رشد گسل‌های امتدادلغز پیروی می‌کند((2010) Berryman & Aydin و (2009) de Joussinueau & Aydin).

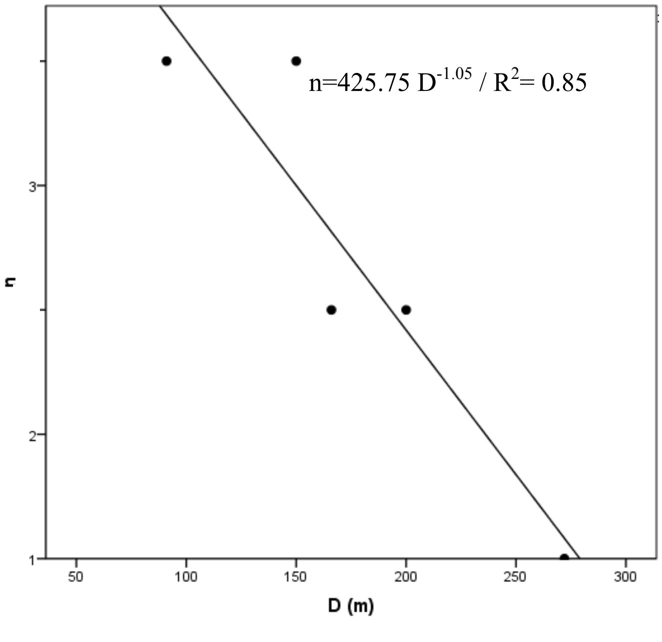
تعداد پله‌های میان قطعات گسلی (n) هم رابطه‌ی معنادار و معکوسی با میزان بیشینه لغزش گسل (D) دارد؛ به‌طوری‌که هر چه لغزش در طول قطعه‌ی گسلی بیشتر شود، تعداد پله‌های آن کمتر می‌شود (شکل ۷). نمودار رگرسیون این مدل دارای ضریب همبستگی قوی و منفی می‌باشد: ۰/۹۲- =R/ $n= ۴۲۵/۷۵\ D^{-۱/۰۵}$، ضریب تعیین مدل ۸۵٪ برآورد می‌شود. طبق کارهای انجام شده روی سایر گسل‌های امتدادلغز این مطلب ناشی از اتصال قطعات کوچک‌تر و از بین رفتن پله‌ی میان آن‌هاست. (Aydin & Berryman, 2010)

1- Self-similar

شکل ۶: نمودار پراکندگی طول قطعات گسلی (L) به بیشینه لغزش افقی در طول گسل (D)، نشان دهنده‌ی رابطه‌ی مستقیم و تابع نمایی مثبت است.

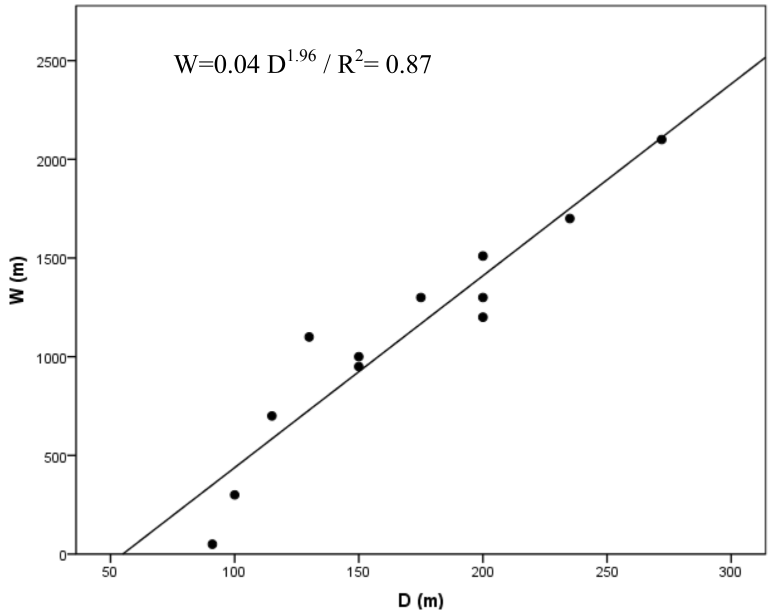


شکل ۷: نمودار پراکندگی تعداد پله‌های میان قطعات گسلی (n) به میانگین بیشینه لغزش افقی در طول گسل (D)، این تصویر نمایانگر رابطه‌ی معکوس و تابع نمایی منفی است.



تحقیقات نشان می‌دهد که زون‌های گسلی امتدادلغز در طی افزایش میزان لغزش، در جهت عمود بـر امتـداد گسـل نیـز رشـد کـرده و عـریض‌تـر مـی‌شـوند (Agosta & Aydin, 2006; Aydin & Berryman, 2010; de Joussineau & et al, 2007; de Joussinueau & Aydin, 2009). با توجه بـه نقشه‌ی میزان بیشینه لغزش افقی گسل (شکل ۴ ج) و نمودار میانگین عرض زون گسل (W) به میزان بیشینه لغزش افقی گسل (D) (شکل ۸)، این مدل در مورد گسل سـنگ‌بسـت- شـاندیز نیـز صـادق است. ضریب همبستگی مدل در ایـن مـورد مثبـت و قـوی اسـت: $W= ۰/۰۴ D^{۱/۹۶}$ / R=۰/۹۳، بـه گونه‌ای که ضریب تعیین ۸۷٪ دارد.

شکل ۸: نمودار پراکندگی میانگین عرض زون گسلی (W) به بیشینه لغزش افقی در طول گسل (D)، نشان دهنده‌ی رابطه‌ی مستقیم و تابع نمایی مثبت است.



بنابراین به‌نظر می‌رسد، که یکی از عوامل اصلی تشـکیل و توسـعه‌ی زون گسـلی سـنگ‌بسـت- شاندیز شکستگی‌های اولیه‌ای بوده است که در طی زمان، تحت تأثیر میدان استرس حاکم بـر منطقـه، توسعه و تکامل یافته و به‌هم متصل شده‌اند. همچنین مقـدار لغـزش متفـاوت در دو نیمـه‌ی جنـوب

شرقی و شمال غربی این زون، می‌تواند نتیجه‌ی فعالیت امتدادلغزی غالب در بخش جنـوب شـرقی و موربلغزی در سمت شمال غربی باشد. از شواهد این ادعا می‌توان به گسل‌های نرمال و تـرک‌هـای کششی در پایانه‌ی جنوب شرقی زون گسل و چین‌های بریده شده و گسلش‌های راندگی و معکوس در قطعه‌ی شمال غربی این زون گسلی اشاره کرد.

۴-۴- مشاهدات صحرایی

آثار ژئومورفولوژیک زون گسل سنگ‌بست- شاندیز در سطح زمین شامل:

۱. چشمه‌های تراورتن‌ساز: این چشمه‌ها فقط در پایانه‌ی جنوب شرقی زون گسل یافت می‌شوند و معروف به «چشمه‌های گـرو» هسـتند. علـت ظهـور منـابع آب زیرزمینـی در ایـن ناحیـه، وجـود شکستگی‌هایی است که یا در اثر فعالیت گسل‌های امتدادلغز و یا تحت تأثیر میدان کشـش حـاکم بـر این ناحیه تشکیل شده‌اند (زراعتکار و رحیمی، ۱۳۹۰ الف و ب). آب تمامی آن‌هـا شـور و غنـی از املاح معدنی و اکسید آهن است که با خروج محلول قرمز رنگ اکسید آهن و گازهای بی‌بـو همـراه بوده و رسوبات ضخیمی از تراورتن را در منطقه نهشته‌اند (شکل ۹ الف و ب).

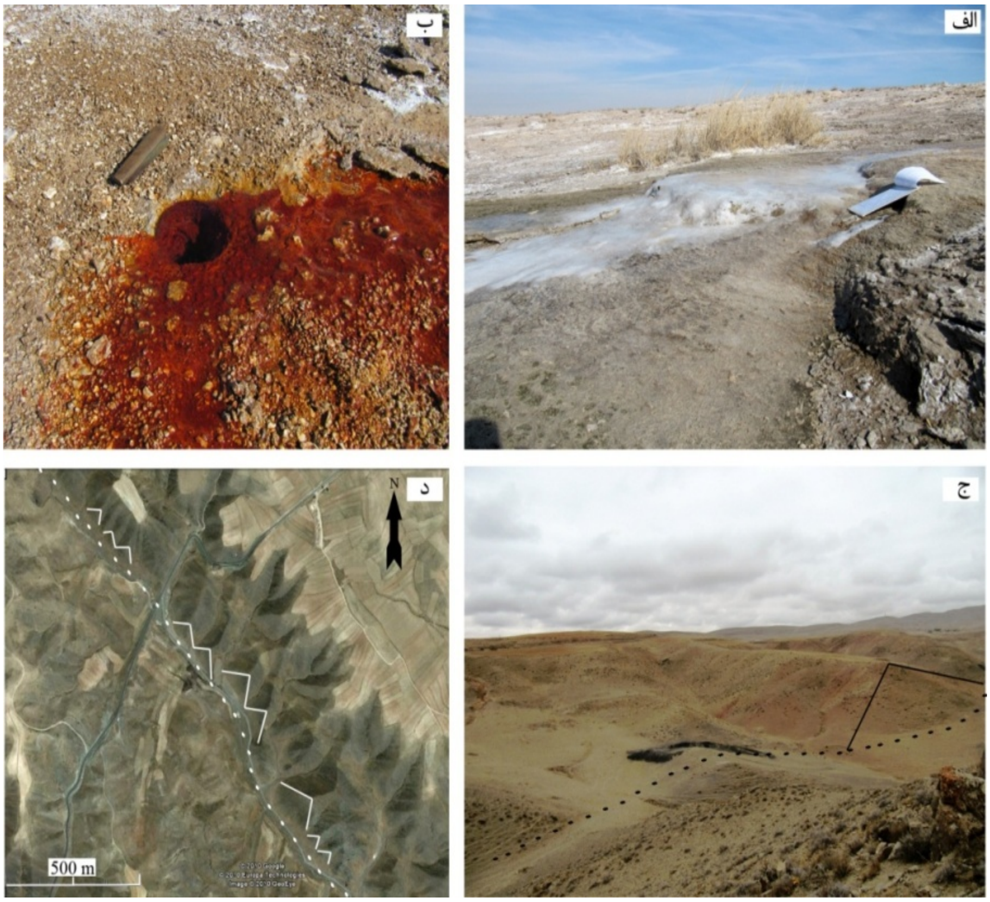
۲. برش‌های مثلثی: حرکت افقی گسل موجب برش عرضی در کوه‌ها و مخروط افکنه‌ها شـده و اشکال مثلثی را ایجاد کرده است (شکل ۹ ج و د). این عوارض معمولاً به‌فرم متوالی در یـک ردیـف کنار هم دیده می‌شوند و مرز بین کوه و دشت را شامل می‌گردند.

۳. گسل‌های نرمال و زمین‌لغزش: در پایانه‌ی جنوب شرقی زون گسل، به‌خصوص میـان سـنگ آهک‌های سنوزوییک و کرتاسه، گسلش نرمال به وضوح قابل مشاهده اسـت (شـکل ۱۰). همچنـین آثار زمین‌لغزش را در رسوبات سنوزوییک و به‌موازات شاخه‌های گسلی و آبراهه‌هـا مـی‌تـوان دیـد. علاوه‌براین محدوده‌ی تخریب پایانه‌ی جنوب شرقی گسـل بـه‌لحـاظ سـاختاری و نحـوه‌ی آرایـش شکستگی‌ها دارای الگوی دم‌اسبی (زراعتکار و رحیمی، ۱۳۹۰ الف و ب) اسـت و یـک فروافتـادگی کلی را نسبت به ارتفاعات مجاور خود نشان می‌دهد، که مخروط افکنه‌ها به‌سوی آن کشیدگی دارنـد و اغلب، رودهای مئاندری فصلی در بستر آن تشکیل شده‌اند.

۴. زون اکسیدان: در راستای زون گسل و در رسوبات سنوزوییک از جمله سنگ‌های آهکی، رسوبات قرمز نئوژن، رسوبات تراورتن و رسوبات رودخانه‌ای عصر حاضر، یک زون اکسیدان قرمز رنگ با پهنای ۳ تا ۱۵۰ متر و به‌فرم گوژ گسلی دیده می‌شود (شکل ۱۱).

۵. چین‌خوردگی و گسل‌های معکوس: گسل‌های معکوس با روند شمال غرب- جنوب شرق در بخش شمال غربی زون گسل سنگ‌بست- شاندیز دیده می‌شوند که تحت استرس‌های فشارشی به سمت جنوب غرب رانده شده‌اند (شکل ۱۲).

شکل ۹: الف و ب) چشمه‌های گرو که از طریق درزه‌ها و حفره‌های انحلالی به سطح راه یافته‌اند، ایستگاه II؛ ج و د) برش‌های مثلثی در امتداد گسل (نقطه چین)، ایستگاه‌های VI و VII.



شکل ۱۰: گسل‌های نرمال در سنگ آهک‌های کرتاسه؛ دید به‌سمت جنوب شرق، ایستگاه III.



شکل ۱۱: زون اکسیدان قرمز رنگ در امتداد گسل سنگ‌بست- شاندیز (نقطه چین)؛ الف) ایستگاه مطالعات میدانی I، دید به‌سمت شرق؛ ب) ایستگاه مطالعات میدانی IV، دید به‌سمت شمال؛ ج) ایستگاه مطالعات میدانی V، دید به‌سمت شمال؛ د) ایستگاه مطالعات میدانی VI، دید به‌سمت غرب.



شکل ۱۲: چین نوع باز افقی شیب‌دار با موقعیت محوری ($N\ 55^o W/10^o$)، در کنگلومرای با سیمان آهکی که یال جنوب غربی آن دچار راندگی شده است. دید تصویر به‌سمت شمال، ایستگاه مطالعات میدانی VIII.

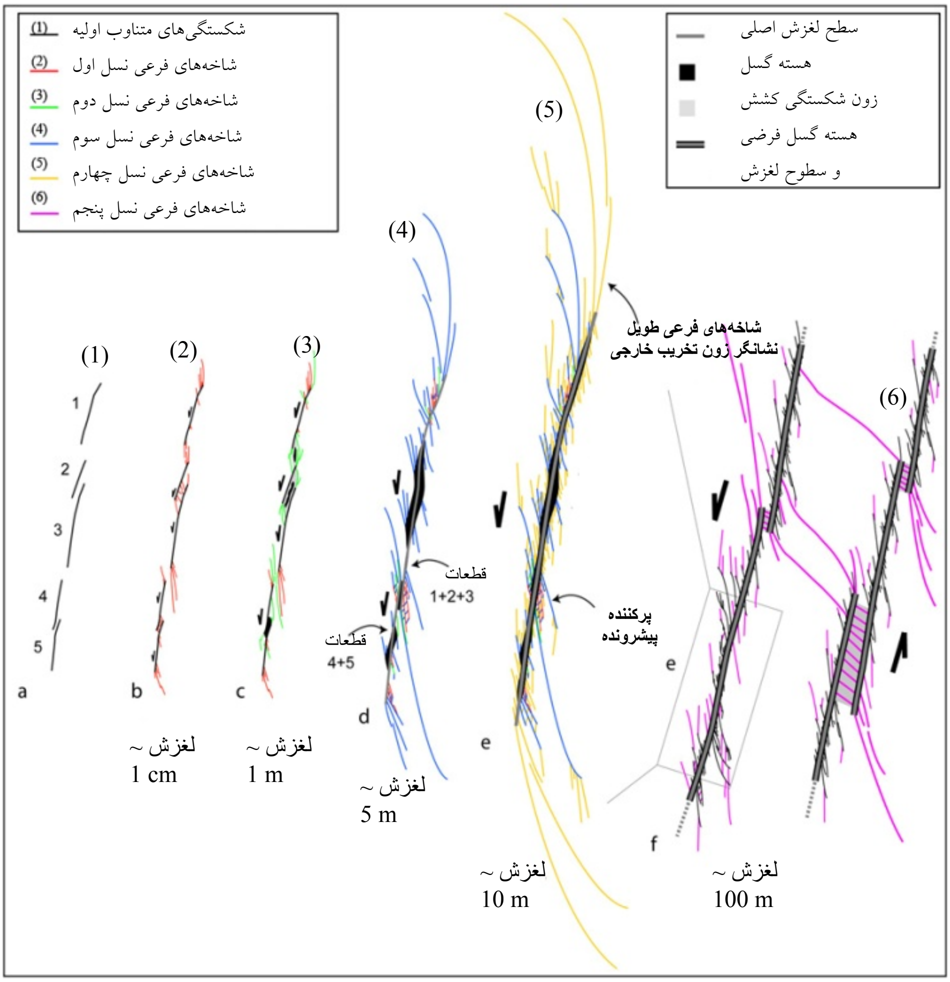


۵- بحث و نتیجه‌گیری

براساس نتایج به دست آمده از بررسی‌های انجام گرفته روی نحوه‌ی رشد و تکامل تعداد زیـادی از گسل‌های امتدادلغز مختلف در طبیعت توسـط (Aydin & Berryman, (2010) ; de Joussineau & Aydin, 2007, 2009)، مدل تکامل این نوع گسل‌ها را این‌طور بیـان کـرده‌انـد (شـکل ۱۳) کـه قطعات شکستگی‌های اولیۀ منفصل تحت میدان استرس حاکم بر زون گسلی جابه‌جا شده است و بـا توجه به طول و میزان جنبایی آن قطعه، همین لغزش‌ها و گسیختگی‌های لـرزه‌ای موجـب تشـکیل و توسعۀ شکستگی‌های ثانویه می‌شوند. در نتیجه طول قطعۀ گسلی افـزایش مـی‌یابـد و متعاقباً باعـث

افزایش میزان لغزش امتدادی می‌گردد. با تکرار این فرایند طی چند مرحله، این قطعات به‌هم می‌رسند و به‌صورت یکپارچه درمی‌آیند. در حین اتصال و افزایش میزان لغزش زون گسل، عرض زون گسلی نیز به‌دلیل افزایش فراوانی شکستگی‌های ثانویه و همچنین اتصال قطعات به‌هم، افزایش می‌یابد.

شکل ۱۳: مدل فرضی اتصال و توسعه‌ی قطعات گسلی؛ کاهش تعداد پله‌های بین قطعات، تکامل نسل‌های مختلف شکستگی، و عریض‌تر شدن زون گسل در نتیجهٔ افزایش لغزش در طول زون گسل (de Joussineau and Aydin, 2007)



منشأ زون گسل سنگ‌بست- شاندیز نیز شکستگی‌های اولیه‌ی پراکنده‌ای است، که طی گذر زمان با افزایش میزان لغزش افقی در زون گسل توسعه یافته و به‌هم متصل شده‌اند. با بیش‌تر شدن لغزش افقی راست‌رو و به‌هم رسیدن گسل‌ها، میان این قطعات گسلی یک‌سری پله تشکیل شده است. این پله‌ها در نیمه‌ی شمال غربی زون گسل فراوانی بیش‌تری دارند چون میزان لغزش کم‌تر و قطعات گسل کوتاه‌ترند. در نیمه‌ی جنوب شرقی زون گسل اغلب گسل‌های امتدادلغز و نرمال فعالیت دارند، بنابراین بخش جنوب شرقی آن در حال آزادسازی انرژی به‌صورت لغزش راست‌رو و مورب‌لغز نرمال می‌باشد. این درحالی‌است که بر بخش شمال غربی زون گسل سنگ‌بست- شاندیز رژیم تکتونیکی فشارشی به‌صورت شکستگی‌های امتدادلغز راندگی و معکوس حاکم است. در نتیجه نیمه‌ی شمال غربی این زون گسلی نسبت به جنوب شرق آن در حال تمرکز استرس به‌صورت لغزش راست‌گرد معکوس می‌باشد که به لحاظ زیست‌محیطی می‌توان این مسئله را یک خطر طبیعی جدی قلم داد کرد.

تشکر و قدردانی

در اینجا بر خود بایسته می‌دانیم تا از گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد که حمایت‌های تجهیزاتی و مالی این تحقیق را مبذول فرمودند، نهایت سپاس را داشته باشیم.

کتابنامه

۱. کیوان زراعتکار، ع. ب،رحیمی. (۱۳۹۰).الف. «بررسی منطقه تخریب پایانهٔ گسل سنگ‌بست- شاندیز». *اولین همایش ملی زمین‌شناسی ایران*. شیراز. [لوح فشرده].

۲. ــــــــــــــــــ . (۱۳۹۰).ب. «بررسی خصوصیت مغناطیسی گسل سنگ‌بست- شاندیز». *دومین همایش علوم زمین*. آشتیان. [لوح فشرده].

۳. مرکز آمار ایران. (۱۳۸۵). «درگاه ملی آمار: نقشه آماری خراسان رضوی ۱۳۸۵». بازیابی ۲۵ آبان ۱۳۹۰ از: http://www.amar.org.ir/default-1466.aspx.

4. Agosta, F., and Aydin, A. (2006). "Architecture and deformation mechanism of a basin-bounding normal fault in Mesozoic platform carbonates, central Italy". *Journal of Structural Geology*. 28.pp1445-1467.

5. Alavi, M. (1991). Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin. 103.pp 983-992.
6. Alavi, M. (1992). Thrust tectonics of Binalud region, NE Iran, Tectonics 11 (2).pp 360-370.
7. Arzhannikov, A. V., Arzhannikov, S. G., Jolivet, M., Vassalo, R., and Chauvet,A.(2011).Morphotectonic analysis of Pliocene–Quaternary deformations in the southeast of the eastern Sayan, Geotectonics 45 (2).pp 142–156.
8. Aydin, A., and Berryman, J. G. (2010). "Analysis of the growth of strike-slip faults using effective medium theory". *Journal of Structural Geology 32*.pp1629–1642.
9. Aydin, A., and Schultz, R. A. (1990)." Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns". *Journal of Structural Geology*. 12 (1). pp123–129.
10. Davoudzadeh, M. Lammerer, B., and Weber-Diefenbach, K.(1997). Paleogeography, stratigraphy, and tectonics of the Tertiary of Iran, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie- Abhandlungen 205.pp33-67.
11. de Joussineau, G., and Aydin, A.(2007). "The evolution of the damage zone with fault growth and its multiscale characterization". *Journal of Geophysical Research*. 112, B12401. doi:10.1029/2006JB004711.
12. de Joussineau, G., and Aydin, A.(2009). Segmentation along strike-slip faults revisited, Pure and Applied Geophysics 166, 1575-1594. doi:10.1007/s00024-009-0511-4.
13. de Joussineau, G., Mutlu, O., Aydin, A., and Pollard, D. D. (2007). "Characterization of strike-slip faultesplay relationships in sandstone". *Journal of Structural Geology 29*.pp 1831-1842.
14. Karimpour, M. H., Farmer, L., Ashouri, C., and Saadat, S. (2006). "Major, trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-related granitoids from Mashhad, Iran". *Journal of Sciences*, *Islamic Republic of Iran* 17 (2).pp 127-145.
15. Karimpour, M. H., Stern, C. L., and Farmer, G. L. (2010). "Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran". *Journal of Asian Earth Sciences 37*.pp 384-393.
16. Majidi, B., and Alavi Tehrani, N. (1986). "Geological map of Mashhad". 1:250,000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

17. Pourlatifi, A., Shojai, N., Vedige., Bahre-mand, M., Aria, and Vaez javadi, F., (2001), "Geological map of Torqabeh". 1:100,000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
18. Seber, D., Sandvol, E., Sandvol, C., Brindisi, C., and Barazangi, M. (2001). "Crustal model for the Middle East and North Africa region: implications for the isostatic compensation mechanism". *Geophysical Journal International 147*.pp 360-368.
19. Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M. R., Siame. L., and Farbod, Y. (2010). a. Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges, Tectonophysics 480.pp 280–304.
20. Shabanian, E., Bellier, O., Siame. L., Abbassi, M. R., Leanni, L., Braucher, R., Farbod, Y., and Bourlès, D. L. (2010)b. "Active tectonics of the Binalud Mountains, a key puzzle segment to describe Quaternary deformations at the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision". *Geophysical Research Abstracts 12*, EGU2010-6820-1.
21. Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Arnaud, N., Abbassi, M. R., and Cochemé, J. J. (2009). New tectonic configuration in NE Iran: Active strike-slip faulting between the Kopeh Dagh and Binalud mountains, Tectonics 28, doi:10.1029/ 2008TC002444.
22. Taheri, J., and Ghaemi, F. (1994). Geological map of Mashhad, 1:100,000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
23. Vaezipour, M. J. (2001). Geological map of Torbat-e-Heydaryieh, 1:250,000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.